

— 論文 —

博多湾奥部における貧酸素水塊発生・消滅機構*

柳 哲雄†・石井 大輔†

要 旨

博多湾奥海域で 2002–2006 年夏季, 約 1 週間間隔で計測された水温・塩分・pH・濁度・溶存酸素濃度観測データを解析して, 博多湾奥海域における貧酸素水塊形成機構の解明を試みた。その結果, 博多湾奥海域では夏季の大雨後, 大量の栄養塩が海域に供給され, 湾奥部海域表層で植物プランクトン密度が急増し, その自己遮蔽効果により浅い底層が無光層となり, 表層から落下する有機物を分解するために酸素が消費され, 塩分成層の発達による表層からの酸素供給減少と相俟って, 湾奥部海域底層に貧酸素水塊が形成されることがわかった。

キーワード: 貧酸素水塊, 自己遮蔽効果, 無光層

1. はじめに

富栄養化した内湾域で成層期に発生する貧酸素水塊が, 内湾生態系に悪影響を与えることはよく知られている(柳, 2004)。

博多湾では夏季に湾南東部から湾東部にかけて湾奥部で大規模な貧酸素水塊(本稿では DO 濃度 $2.5 \text{ ml L}^{-1} = 3.6 \text{ mg L}^{-1}$ 以下を貧酸素水塊と定義する; 柳, 1989)が発生することがあるが, 貧酸素水塊の発達の度合いや空間スケールは毎年同じではない(篠原, 2002)。また, 毎月 1 回の観測値からは博多湾における貧酸素水塊の発生の有無を捉えきれないことがわかっている(柳・石井, 2008)。すなわち, 博多湾奥部の貧酸素水塊は 1 か月以内の短い時間スケールで発生・消滅している可能性が高い。

一方, 福岡市港湾局では夏季を中心に 1 週間ごとの海域モニタリングを博多湾奥部で行っている。本稿で

は, この観測データを解析して, 博多湾奥部における貧酸素水塊発生・消滅機構を考察する。

2. 使用データ

解析に用いた観測データは, 福岡市港湾局によって 2002–2006 年の夏季を中心に Fig. 1 で示す湾東部 6 点(水深 3–4 m)の表層から底層まで 50 cm 間隔で, 約 1 週間ごとに計測された溶存酸素濃度(DO), 水温(T), 塩分(S), pH, 濁度(Tur)のデータである(福岡市港湾局, 2002–2006)。観測時刻は一定していないが, 各点・各回とも 10:00–12:00 に観測された。観測は JFE Alec(株)のクロロテックを用いて行われたが, DO, pH, Tur に関しては毎回キャリブレーションが行われた。なお, Sta. H-1 における表層(海面下 0.5 m)・底層(海底上 1.0 m)の毎月 1 回のクロロフィル *a* 観測データ(Chl. *a*; アセトン抽出後, 吸光法により測定された; 柳・石井, 2008)も用いた。

同時に, 福岡管区気象台(Fig. 1 中に三角印でその位置を示す)で観測された毎日の日射量・降水量・風データも合わせて解析した。

* 2008 年 3 月 8 日受領; 2008 年 11 月 19 日受理
著作権: 日本海洋学会, 2009

† 九州大学応用力学研究所

〒 816–8580 春日市春日公園 6–1

主著者 e-mail address: tyanagi@riam.kyushu-u.ac.jp

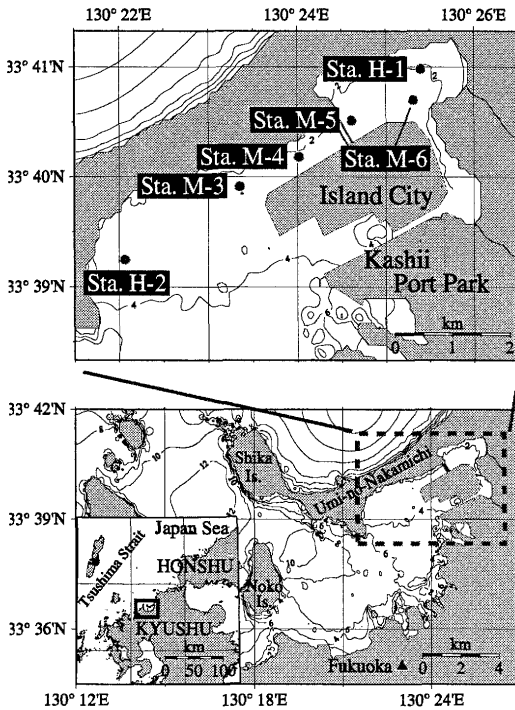


Fig. 1. Observation stations in Hakata Bay.

3. 解析結果

3.1. 時間・空間変動

Fig. 2 に各年の観測海域東部の Sta. H-1, 中部の Sta. M-4, 西部の Sta. H-2 における底層の DO (海底から直上 1 m までの平均値) 観測結果を示す (破線は本稿における貧酸素水塊の定義値 3.6 mg L^{-1} を表す)。これを見ると, 毎年夏季に貧酸素水塊は発生しているが, 2003 年・2004 年・2006 年は底層 DO が 0 mg L^{-1} 近くまで低下しているが, 2002 年・2005 年は 2 mg L^{-1} 以下にはなっていない (Sta. H-2 における 2005 年 8 月 23 日は除く)。また, 3 点の底層 DO は, ほぼ同様な時間変動を示していて, 博多湾奥部海域の貧酸素水塊は, 全域でほぼ同時に発生することがわかる。さらに, 低下した DO は, 翌週の観測では回復する 경우가多く, 2006 年 7 月末から 8 月中旬にかけての Sta. H-1 における 5 週間近い低酸素化を除けば, 貧酸素水塊が 2 週間以上継続することは, 余りないこともわかる。

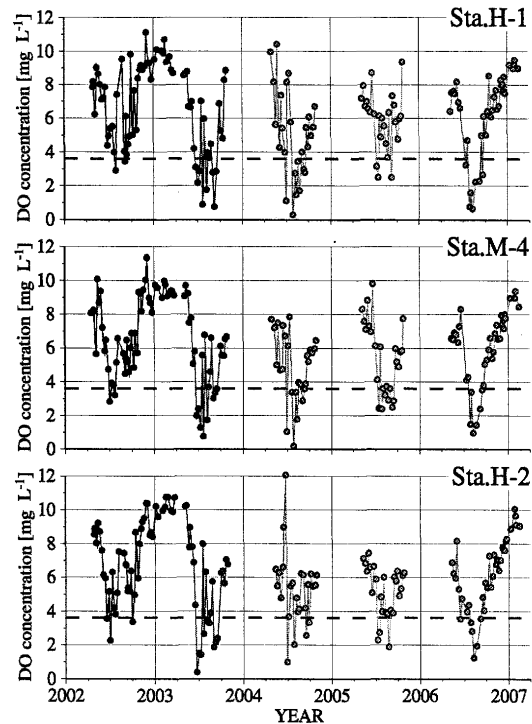


Fig. 2. Temporal variations in observed dissolved oxygen at the bottom layers of three stations. Broken line shows the definition of hypoxia of 3.6 mg L^{-1} in this study.

3.2. 貧酸素化の度合いの経年変動

前節の解析により, 博多湾奥部の貧酸素水塊は貧酸素化の度合いに経年変動があることが判明した。そこで, Sta. H-1 の底層 DO 濃度が余り低下しなかった 2002 年 9 月 5 日と, Sta. H-1 の底層 DO が最も低下した 2004 年 7 月 27 日の, 観測断面に沿った水温・塩分・密度・DO 分布を比較した (Fig. 3)。これを見ると, 貧酸素化の度合いが大きかった 2004 年には, 表層に高温・低塩分水塊が存在して, 成層が発達し, DO 濃度 3.6 mg L^{-1} 以下の貧酸素水塊は観測海域全域に存在していたが, その厚さは, 湾奥にいくほど厚くなっていることがわかる。

さらに, 湾奥の Sta. H-1 の観測データを用いて, 貧酸素化の度合いの小さかった 2002 年と, 度合いの大きかった 2004 年の海域環境時間変動が, どのように異

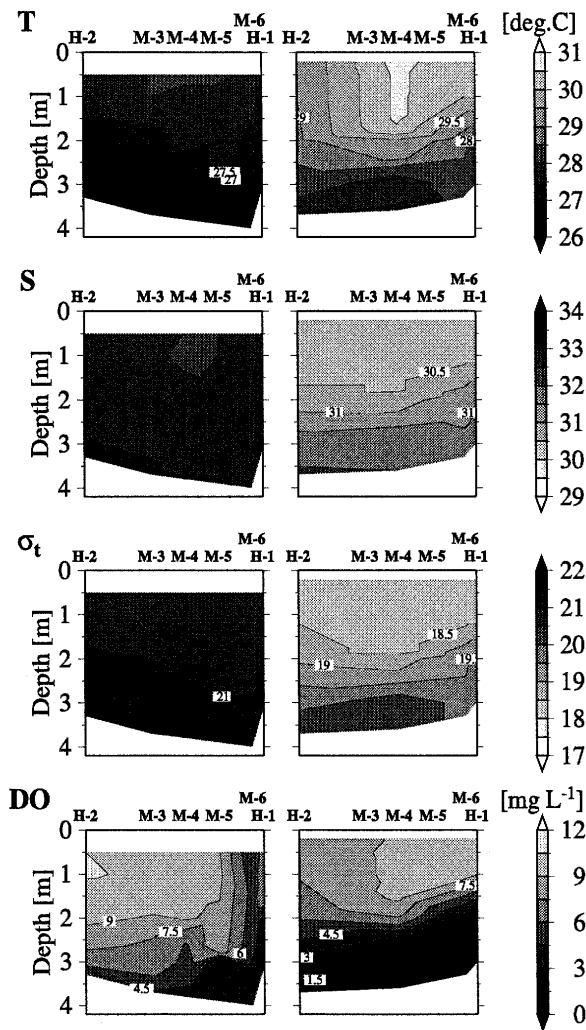


Fig. 3. Vertical distributions in water temperature, salinity, density and DO along the observation line shown in Fig. 1 in 2002 and 2004.

なっていたのかを調べた。両年の底層 DO, 降水量, 日射量, Chl. *a* 濃度, 風の時間変動を Fig. 4 に示す。

これを見ると, 底層の DO 濃度が 3.6 mg L^{-1} 以下になることが多かった 2004 年は, 6 月下旬に多量の降水があって, その後底層 DO が低下している。日平均日射量・風向・風速に関しては両年で大きな違いはない。月に 1 回観測された Chl. *a* 濃度は, 貧酸素化の度合いの大きかった 2004 年の方が特に表層で濃度が高かったことを示している。

上述したような両年における降水量と Chl. *a* 濃度の

違いが, 成層強度や表層・底層の基礎生産量にどのように影響しているかを, Fig. 5 と Fig. 6 で見てみる。

Sta. H-1 における表層・底層の水温・塩分・密度の時間変動を示した Fig. 5 を見ると, 2004 年は大雨の直後の 6 月下旬に表層塩分が急低下して表層密度が減少し, Fig. 6 に示すように, 表・底層の密度差が大きくなっている。2004 年 6 月下旬の大雨に伴い, 大量の栄養塩が博多湾奥の河川 (Fig. 1 参照) を通じて流入した (柳・石井, 2008) と考えられる。さらに, Fig. 6 によると, 2004 年 6 月下旬の表・底層の密度差急増の時期と底層 DO 濃度飽和度急減の時期が一致している。

Sta. H-1 では, 表層の Chl. *a* 濃度 $40 \mu\text{g L}^{-1}$ で透明度は 1.4 m となり, 4 m 深の海底は無光層になることがわかっている (柳・石井, 2008)。Fig. 4 によれば, 2004 年 8 月上旬の Sta. H-1 における Chl. *a* 濃度は表層で $200 \mu\text{g L}^{-1}$, 底層でも $80 \mu\text{g L}^{-1}$ で, 底層は無光層であったと考えられる。この時底層の酸素飽和度はほぼ 0% (Fig. 6) で, DO 濃度もほぼ 0 mg L^{-1} (Fig. 4) となった。Chl. *a* 濃度のデータはないが, 2004 年 6 月下旬も同様に Chl. *a* 濃度が増加し, 底層が無光層となり, 底層の酸素飽和度が 20% 以下となり (Fig. 6), DO 濃度は約 1 mg L^{-1} (Fig. 4) となった。

その後, 7 月上・中旬には底層 DO 飽和度が過飽和になって (Fig. 6), 底層でも光合成が活発に行われたことがわかる。そして, Sta. H-1 の底層 DO 濃度は, Fig. 4 に示すように, 急増して 8 mg L^{-1} 以上になっている。表層 Chl. *a* 濃度と濁度が減少し, 底層が有光層に入ると, 底層での光合成が活発になり, 短期間で DO 濃度が増加したと考えられる。

しかし, Fig. 7 によると, 2004 年 7 月下旬から 8 月上旬に水柱の濁度が高くなった。ほぼ同時期, Fig. 6 に示すように表層・底層の Chl. *a* 濃度が高くなり, 7 月下旬から 8 月上旬にかけて, Sta. H-1 の底層 DO 飽和度は 0% に近くなり, DO 濃度はほぼ 0 mg L^{-1} になった (Fig. 4)。表層から落下する有機物を分解するために底層の溶存酸素が消費され, 同時に, 表層・底層の高い濁度により底層が無光層となって, 酸素が生産されなかったために, 底層 DO 濃度がほぼ 0 mg L^{-1} に低下したと考えられる。

表・底層の pH の変動も調べた (Fig. 7)。これを見る

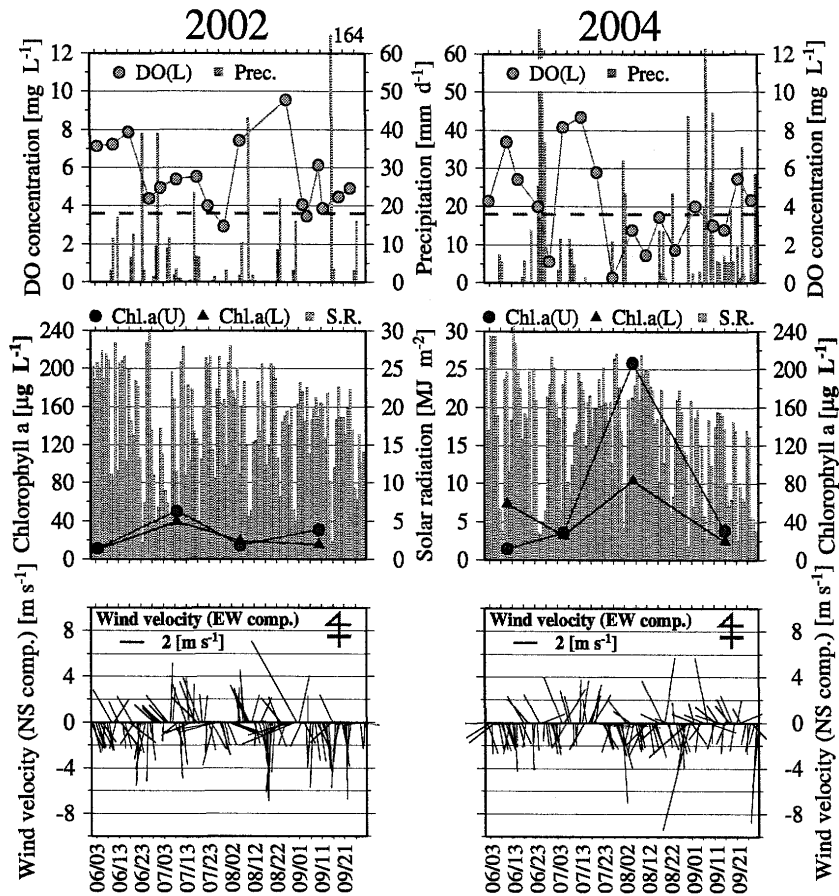


Fig. 4. Temporal variations in precipitation, solar radiation and wind at the Fukuoka Meteorological Observatory, and chl.a at the surface and bottom layers and DO at the bottom layer of Sta. H-1 from June to September in 2002 (left) and 2004 (right).

と、貧酸素化の度合いが大きかった 2004 年は、7 月から 8 月にかけて、底層・表層の pH が、貧酸素化の度合いが小さかった 2002 年より、平均して高くなっている。これは Fig. 4 で示したように、2004 年のこの時期、表層・底層での光合成量が大きく Chl.a 濃度が高くなり、水柱内の炭酸塩が減少したためだと考えられる。

4. 重回帰分析

以上の解析結果と既往の研究成果 (篠原, 2002; 柳・石井, 2008) から、博多湾奥部の貧酸素水塊は、1) 大量の降水による陸上からの栄養塩負荷、2) それによる植物プランクトンの増殖、3) 植物プランクトン増加に

よる水柱濁度増加のための底層の無光層化、4) 底層での有機物分解による酸素消費量増加、5) 塩分成層強化による表層からの酸素供給量の減少、6) 底層における貧酸素水塊形成、という一連の過程により、形成されることが推定された。

そこで、これらの過程を表すパラメータを用いて、観測された底層 DO 濃度の時間変動を再現することを試みた。底層の DO 濃度の時間変動 ($DO_L(t)$) を次式で表す。

$$DO_L(t) = a DO_U(t) / \Delta\sigma_t(t) + b / \text{Tur}_U(t) - c T_L(t) + d We(t) + e Wn(t) + f \quad (1)$$

右辺第 1 項は、表層 DO 濃度 ($DO_U(t)$) が高く、表・底層密度差 ($\Delta\sigma_t(t)$) が小さいほど、底層 DO 濃度が高

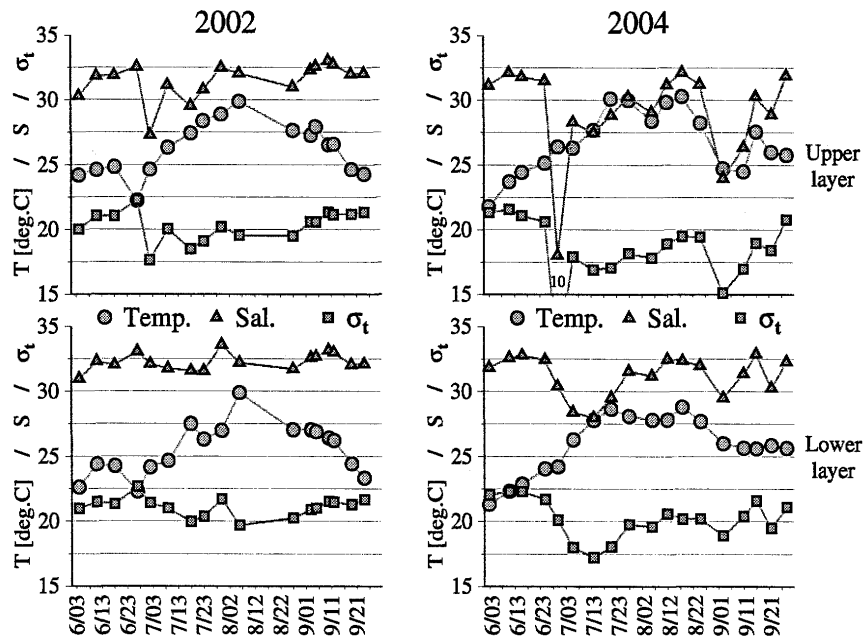


Fig. 5. Temporal variations in water temperature, salinity and density at the surface (upper) and bottom (lower) layers of Sta. H-1 from June to September in 2002 (left) and 2004 (right).

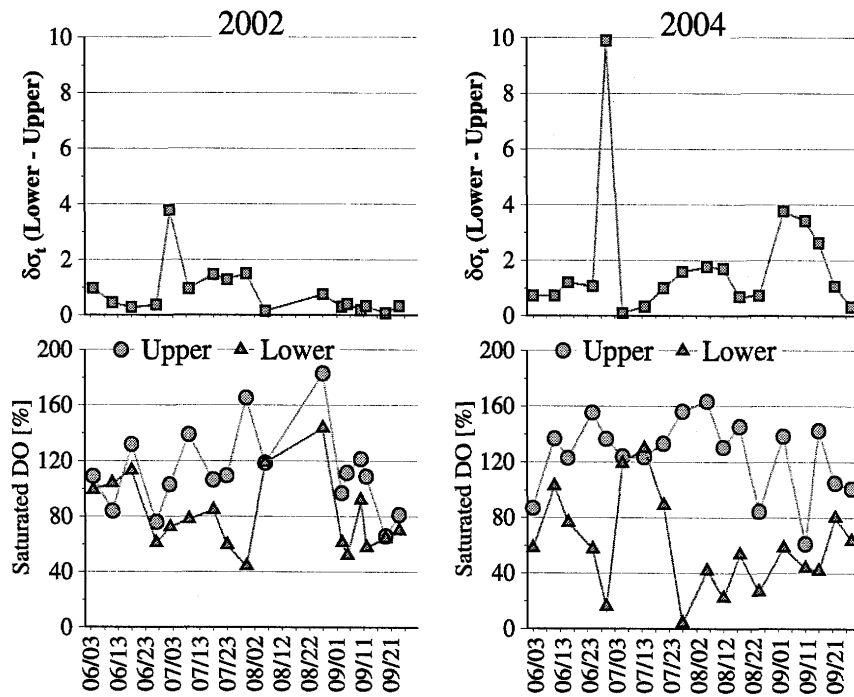


Fig. 6. Temporal variations in density difference between the surface and bottom layers (upper) and saturated DO at the surface and bottom layers (lower) of Sta. H-1 from June to September in 2002 (left) and 2004 (right).

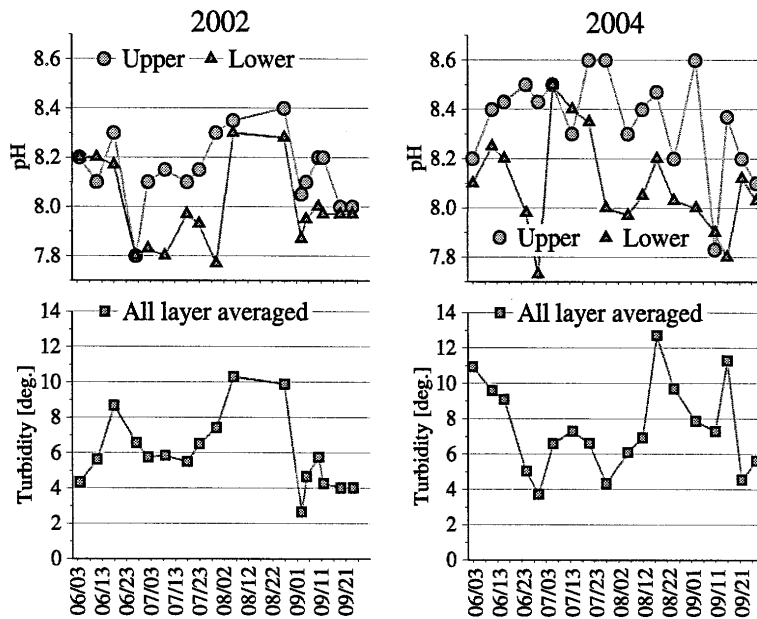


Fig. 7. Temporal variations in pH (upper) at the surface and bottom layers and averaged turbidity (lower) in the water column of Sta. H-1 from June to September in 2002 (left) and 2004 (right).

くなること、第2項は、表層濁度 ($Tur_U(t)$) が小さいほど底層に光が届き、底層で光合成が可能となって底層 DO 濃度が高くなること、第3項は、底層水温 ($T_L(t)$) が高いほど、海水中と底層表層の有機物分解が大きくなり、底層 DO 濃度が低くなること、第4・5項は東風 ($We(t)$)・北風 ($Wn(t)$) が強いほど鉛直混合して、底層 DO 濃度が高くなること、を表す。第6項は定数である。

2004年の重回帰分析の結果は、 $a=0.05$, $b=9.33$, $c=0.20$, $d=-0.10$, $e=-0.41$ となった。第2項の寄与、すなわち表層の濁度の効果(表層で植物プランクトン密度が増え、濁度が増加すると、底層の DO 濃度が減少する)が最も大きい。風の効果は負となって、風速が大きくなると、底層 DO 濃度は低下することを示している。これは今回の観測期間中は余り強い風が吹かず (Fig. 4), 風は鉛直混合を大きくして底層に酸素を供給するよりは、風波の発生により底層表層有機物を巻き上げて、底層 DO の消費を増加させたためだと考えられる。計算結果と観測結果の比較を Fig. 8 (a) に示す。計算値は観測値をほぼ再現していることがわかる。

同様な重回帰分析を貧酸素水塊が発達しなかった2002年にも行った (Fig. 8 (b))。その結果、2004年ほどではないが、計算値は観測値をほぼ再現していることがわかる。

5. おわりに

上述の結果は、博多湾奥部における貧酸素水塊発生防止のためには植物プランクトンの増殖抑制が最も効果的であることを示唆している。すなわち、植物プランクトン密度が低い場合は、水深の浅い博多湾東部海域は底層まで有光層になって、光合成が可能で、底層で溶存酸素濃度が過度に低下することはないからである。

幸い、博多湾では近年沿岸からの TP (全リン) 負荷量減少により湾内の Chl. *a* 濃度は減少を続けている (柳・石井, 2008)。博多湾奥における貧酸素水塊発生を防止するためには、今後とも下水処理場での高度処理を進めて沿岸からの TN (全窒素)・TP 負荷量をさらに減少させると同時に、河川上流部での下水処理対策も行い、大雨時の河川経由 TN・TP 負荷量も減少させて、湾内

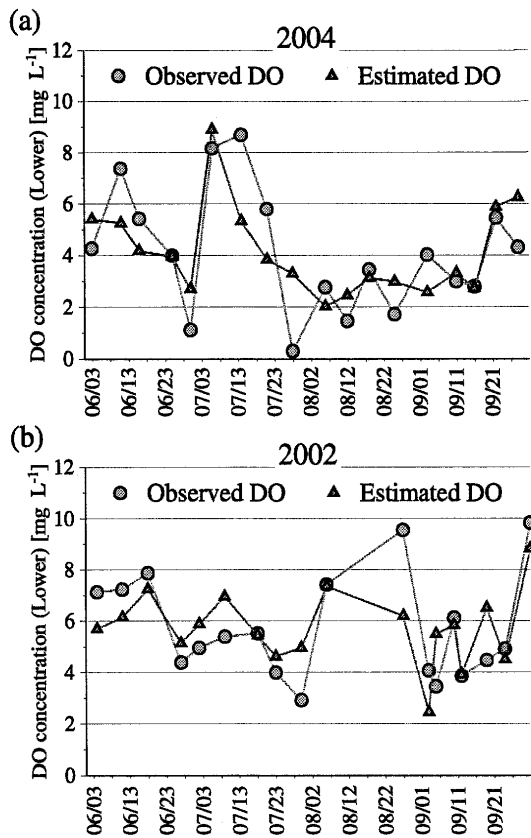


Fig. 8. Comparison between estimated and observed DO above the bottom from June to September in 2004 (a) and 2002 (b).

の Chl. *a* 濃度を低下させなければならない。また、底層への酸素供給は、鉛直拡散過程だけではなく、鉛直循環流の強化により水平的にも行われ、河口循環流が強い場合は貧酸素水塊発生が抑制されるという報告もある(藤原ら, 2004)。このことは、作濤などを行って、博多湾東部海域底層の岸向き残差流速を増加し、博多湾中央部底層の溶存酸素濃度の高い海水(福岡市港湾局, 2002–2006)を移流してやれば、博多湾東部の貧酸素水塊発生は抑制できる可能性を示唆している。さらに、河口循環流の強化は湾奥表層の植物プランクトンを湾中央に移流し、湾奥での濃度増加の制御にもつながるので、二重の意味で貧酸素水塊発生抑制につながるはずである。

本稿をまとめるにあたって、貴重な観測資料を提供して頂いた福岡市港湾局と、有意義なコメントを頂いた査読者に感謝する。

References

- 福岡市港湾局 (2002–2006): アイランドシテ整備事業環境監視報告結果.
- 藤原 建紀・岸本 俊夫・中嶋 昌紀 (2004): 大阪湾の貧酸素水塊の短期的および長期的変動. 海岸工学論文集, **51**, 931–935.
- 篠原 満寿美 (2002): 福岡湾における貧酸素水塊の発生状況. 福岡県水技セ研報, **12**, 81–87.
- 柳 哲雄 (1989): シンポジウム「貧酸素水塊」のまとめ. 沿岸海洋研究ノート, **26**, 141–145.
- 柳 哲雄 (2004): 貧酸素水塊の生成・維持・変動・消滅機構と化学・生物的影響. 海の研究, **13**, 451–460.
- 柳 哲雄・石井 大輔 (2008): 博多湾奥における水質の季節・経年変動. 海の研究, **17**, 255–264.

Generation and Disappearance Mechanisms of Hypoxia in the Head of Hakata Bay

Tetsuo Yanagi [†] and Daisuke Ishii [†]

Abstract

The hypoxia in the eastern part of Hakata Bay is generated by a series of phenomena such as 1) nutrient supply from land after heavy rain, 2) increase of phytoplankton due to nutrient supply in the upper layer, 3) the lower layer became the aphotic layer due to the self-shading effect of phytoplankton in the upper layer, 4) increase of oxygen consumption for the decomposition of sunk organic matter from the upper layer, 5) decrease of oxygen supply from the upper layer due to the development of salinity stratification, and 6) generation of hypoxia.

Key words: hypoxia, self-shading effect, aphotic layer

(Corresponding author's e-mail address: tyanagi@riam.kyushu-u.ac.jp)

(Received 8 March 2008; accepted 19 November 2008)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2009)

[†] Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University, Kasuga 816-8580, Japan